

EL NEÓGENO: DE LAS CRISIS TECTÓNICAS A LA TRANQUILIDAD DE LOS LAGOS SOMEROS

A. M.^a Alonso Zarza¹

¹ Dpto. Petrología y Geoquímica. Fac. CC. Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid. alonso@geo.ucm.es

1. INTRODUCCIÓN

Los depósitos neógenos de la provincia de Guadalajara, además de estar muy bien expuestos, dejan ver la interrelación entre la sedimentación dentro de la cuenca y la tectónica de sus márgenes. En esta zona de la Cuenca del Tajo están presentes y fueron efectivos durante la sedimentación, al menos tres sistemas montañosos (Fig. 1): El Sistema Central al Norte, La Cordillera Ibérica al Noreste y la Sierra de Altomira al Este.

El Sistema Central se había elevado ya durante el Eoceno-Oligoceno, pero no la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira, cuya estructuración principal se produce entre el Oligoceno y Mioceno Inferior (Capote *et al.*, 1990), en lo que se denomina «Etapa Ibérica». El levantamiento de la Sierra de Altomira dio lugar a la compartimentación de la Cuenca del Tajo, en dos subcuencas la de Madrid y la Depresión Intermedia o Cuenca de Loranca (Fig. 2). Por suerte, en la provincia de Guadalajara se pueden observar y correlacionar los eventos tectónicos y la estratigrafía de ambas cuencas. Aunque, algunos casos es difícil separar lo que se denomina «Ciclo Paleógeno» del «Ciclo Neógeno», pues en algunas veces la discordancia es progresiva y el límite más claro entre los dos se encuentra en la base del Neógeno (Fig.2). Por ello en este capítulo describiremos la estratigrafía y los eventos tectónicos más importantes en la provincia de Guadalajara a lo largo del «Ciclo Neógeno», aunque su base se sitúe por encima del límite Neógeno-Paleógeno.

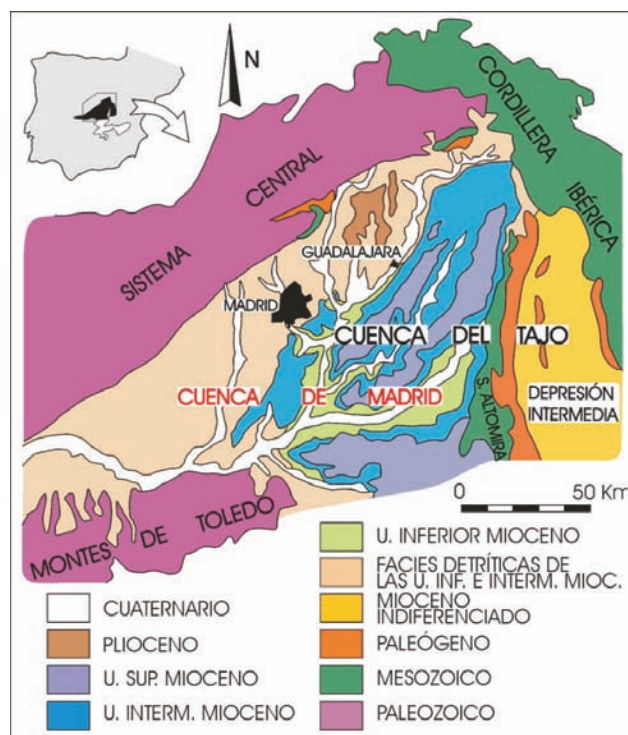


Figura 1. Mapa Geológico de la Cuenca de Madrid (Modificado de Calvo *et al.*, 1989).

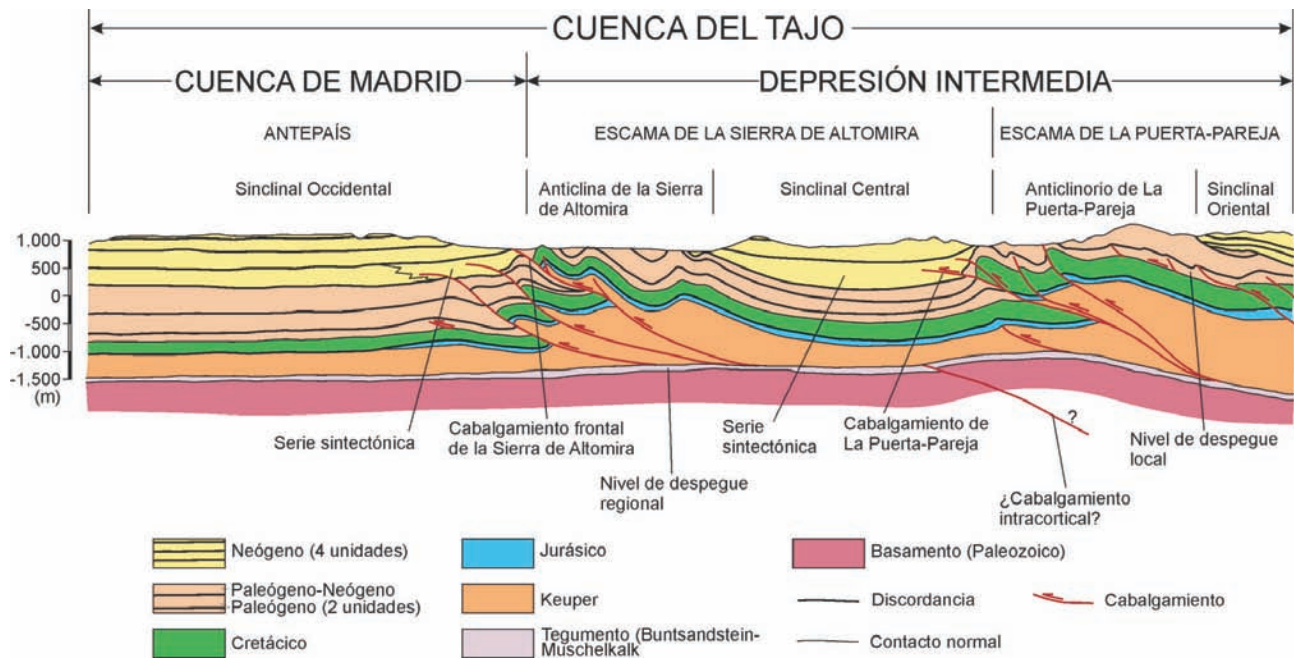


Figura 2. Corte geológico simplificado de la Hoja de Auñón. Se ha modificado a partir de Hernaiz et al. (1998). Se puede observar la compartimentación de la Cuenca del Tajo en Cuenca de Madrid y Depresión Intermedia. La distribución y cambio de espesores de las distintas unidades neógenas en las dos Cuencas también queda bien patente.

LAS UNIDADES NEÓGENAS EN LA PROVINCIA DE GUADALAJARA

El hecho de que la provincia de Guadalajara englobe parte de las dos subcuencas de la Cuenca del Tajo, ha hecho difícil establecer un cuadro estratigráfico sintético para toda la cuenca. A esto hay que unir la escasez de métodos para datar algunas de las unidades, sobre todo las detríticas. Por ello cuando se analizan distintas propuestas de definición de unidades y su cronoestratigrafía, se encuentran algunos desacuerdos. Los trabajos de síntesis más completos se pueden encontrar en la Memoria de la Hoja Geológica de Auñón (Hernaiz et al., (1998) y en Alonso-Zarza et al., (2004).

En las zonas marginales de la cuenca es donde se observa la relación entre las unidades paleógenas y neógenas, aunque es difícil precisar este límite e incluso separar las distintas unidades, pues éstas suelen aparecer dentro de una discordancia progresiva, ya sea en el área de Baidés-Villaseca de Henares o en el de Pareja. La mayor parte de los autores están de acuerdo en que la

Unidad Detrítica Superior (Díaz Molina, 1978) se incluye claramente dentro del Ciclo Paleógeno, aunque su techo se sitúe en el Neógeno (Ageniense) (Fig. 3). El rango temporal que abarca esta unidad y su posible división en distintas unidades es un hecho que se ha discutido con cierta frecuencia, si bien pensamos que su situación como techo del «Ciclo Paleógeno» no ofrece ninguna duda (Alonso-Zarza et al., 2004).

Las tres unidades definidas clásicamente en la Cuenca de Madrid (Inferior, Intermedia y Superior), están representadas en la provincia de Guadalajara y pueden tener sus equivalentes (Ciclos Primero a Cuarto) en la Depresión Intermedia.

La Unidad Inferior en las zonas marginales de la Cuenca de Madrid se sitúa discordante sobre los depósitos paleógenos o mesozoicos. La discordancia puede ser progresiva como en el caso de Baidés, o angular como en la zona de Villaseca de Henares. En estas situaciones marginales, la Unidad Inferior está formada por conglomerados y brechas con distintos grados y tipos de cementación (carbonato o yeso). Su máximo espesor visible es de 100 m. En la zona Noreste de la Cuenca de



la discontinuidad entre la Unidad Inferior y la Intermedia en zonas centrales de la Cuenca de Madrid (Rodríguez-Aranda y Calvo, 1997). Las formaciones evaporíticas, a veces muy potentes (500 m), son las facies más características de esta unidad, se sitúan en las partes más centrales de la cuenca, e incluyen sulfatos, carbonatos y cloruros. Su presencia responde al reciclado de formaciones evaporíticas más antiguas, sobre todo las relacionadas con el emplazamiento de la Sierra de Altomira y de la Cordillera Ibérica. Estas formaciones más salinas, casi siempre se han estudiado mediante sondeos (Ordoñez y García del Cura, 1994).



En la Depresión Intermedia el equivalente a la Unidad Inferior se ha denominado Primer Ciclo Neógeno y tiene muchas características en común con dicha unidad. Este primer ciclo se deposita sobre una discordancia con paleorrelieve o definiendo una ruptura sedimentaria con la Unidad Detrítica Superior. Su potencia puede llegar a 350 m. Está formado por conglomerados, areniscas grises, lutitas, yesos bioturbados y detríticos y calizas. Su techo se sitúa ligeramente más alto que el de la Unidad Inferior y en él también hay un desarrollo importante de los términos evaporíticos.

La Unidad Intermedia de la Cuenca de Madrid tiene su equivalente en el Segundo Ciclo Neógeno de la Depresión Intermedia. Su potencia varía entre 50 y 200 m y su base está definida por la penetración de depósitos detríticos sobre los lacustres de la Inferior. En las zonas marginales se observa en algunos casos (área de Jadraque) una discordancia angular suave sobre la Unidad Inferior, a la vez de una progradación de los depósitos detríticos de la Intermedia sobre los de la Inferior. Especialmente dentro de la provincia de Guadalajara, se puede observar que esta unidad está formada por dos secuencias (primera y segunda).

En las zonas marginales las dos secuencias detríticas son grano y estratodecrecientes, y pueden terminar en calizas. En las zonas distales, hacia techo de cada secuencia y también en el conjunto de la unidad, hay una tendencia clara a la disminución de los depósitos aluviales y un aumento de los lacustres (Alonso-Zarza *et al.*, 1990a; Hernaiz *et al.*, 1998). Esta unidad es muy compleja y en las distintas zonas de la provincia puede presentar ciertas variaciones, en líneas generales la presencia de evaporitas es mayor hacia el Sur y hacia el Este, mientras que hacia el Norte son dominantes los términos carbonáticos. En general, en las zonas marginales la Unidad Intermedia está formada por depósitos de gravas gruesas, que pasan distalmente a lutitas rojas con muchos niveles edáficos y depósitos lacustres (carbonatos o evaporitas dependiendo de las zonas). El techo de la Unidad está marcado por un importante paleokarst desarrollado sobre las calizas.

En la Depresión Intermedia el Segundo Ciclo Neógeno se apoya discordantemente sobre materiales más antiguos (en zonas plegadas) o supone una ruptura sedimentaria con el ciclo inferior (en zonas no marginales). Está formado por areniscas amarillas, lutitas rojas, calizas y yesos bioturbados. En este ciclo dominan como depósitos lacustres los carbonatos sobre los sulfatos. Su potencia es de unos 200 m. Es común que los niveles carbonáticos marquen el techo de este ciclo

(Díaz de Neira y Cabra, 1998), en el que no se reconocen las dos secuencias de la Cuenca de Madrid. En Córcoles, además de la riqueza faunística, hay que destacar el desarrollo de una zona palustre carbonática, que parece estar ligada a aguas epitermales.

La Unidad Superior (Cuenca de Madrid) o Tercer Ciclo Neógeno (Depresión Intermedia), parece ser diacrónicos en su techo en las dos cuencas. En ambos casos el espesor máximo es de 50 m y los afloramientos son más discontinuos, pues en muchos casos han desaparecido por erosión. Es importante señalar que se rompe el modelo concéntrico de facies que presentaban las unidades infrayacentes, pues parece que la cuenca intenta ser exorreica y las direcciones dominantes de los sistemas fluviales son N-S para la Cuenca de Madrid y E-O en la Depresión Intermedia. La base en las dos cuencas la constituyen los niveles detríticos fluviales de la denominada «Red Fluvial Intramiocena» y el techo son las «Calizas del Páramo», constituidas por tobas y micritas fosilíferas. La topografía del sistema kárstico infrayacente, condiciona la morfología y distribución de los sistemas fluviales de la Unidad Superior. Estas «Calizas del Páramo» no deben confundirse con las que forman los páramos de la zona NE de la cuenca (valles del Badiel, Tajuña o Henares), que son las del techo de la Unidad Intermedia.

Los afloramientos pliocenos son muy discontinuos, y aparecen sobre todo en las zonas Sur y Este de la Cuenca de Madrid, a grandes rasgos pueden ser equivalentes al Cuarto Ciclo Neógeno de la Depresión Intermedia. En la Cuenca de Madrid se reconocen dos unidades. La inferior o «series rojas» (Pérez-González, 1982) están formadas por 40 m (máximo) de lutitas rojas, areniscas y conglomerados, cuyos afloramientos siguen una dirección N-S. La unidad superior del Plioceno está representada en el centro de la cuenca por una calcreta laminar muy potente (Sanz, 1996). Hacia los márgenes de la cuenca se desarrollaron en épocas más recientes las rañas y rampas arenosas.

EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA: HITOS ESPACIALES Y TEMPORALES

Durante el Terciario la evolución de la Península Ibérica y, en concreto, la de la Cuenca del Tajo estuvo condicionada por los esfuerzos resultantes de la aproximación entre África y Eurasia. Las fases más importantes tuvieron lugar sobre todo durante el Paleógeno, pero también en el Neógeno quedan reflejados algunos de

estos movimientos. El levantamiento de los márgenes de la Cuenca del Tajo durante el Oligoceno y parte del Mioceno Inferior es el responsable de las distintas discordancias que se observan dentro del Paleógeno y también de la discordancia progresiva y/o angular entre el Ciclo Paleógeno y Neógeno (Fig. 4). Estas discordancias, tanto en la Cuenca de Madrid como en la Depresión Intermedia, ponen de manifiesto la continuidad de la deformación. La disposición de las unidades miocenas en el barranco de Pareja, configurando una discordancia progresiva, indica eventos tectónicos significativos que en momentos determinados rompían la continuidad sedimentaria (Torres *et al.*, 2006).



Figura 4. Discordancia angular y erosiva de los depósitos neógenos sobre los paleógenos, que en este caso están invertidos. Área de Villaseca de Henares.

La evolución vertical de la Unidad Inferior y del Primer Ciclo Neógeno desde depósitos detríticos gruesos a sistemas lacustres someros a lo largo de toda la cuenca indica un periodo de escasa actividad tectónica. La amplia presencia de evaporitas responde a la erosión y reciclado de las formaciones evaporíticas más antiguas (Rodríguez-Aranda *et al.*, 1991). El desarrollo del paleokarst indica probablemente un cambio en el nivel de base de la que pudo preceder o incluso ser el resultado de la «Fase Guadarrama» s.l. (Capote *et al.*, 1990; De Vicente *et al.*, 1996). La discordancia angular que se observa entre las Unidades Inferior e Intermedia en algunos puntos de la Cuenca de Madrid o la que se observa entre los dos primeros ciclos Neógenos sería el resultado de estos movimientos tectónicos, que también favorecerían la progradación de los depósitos detríticos de la Unidad Intermedia y Segundo Ciclo Neógeno sobre los lacustres de las unidades infrayacentes.

La discontinuidad entre las dos secuencias de la Unidad Intermedia no queda reflejada en la Depresión Intermedia, quizás puede relacionarse con movimientos en el borde SO de la Cordillera Ibérica, pero también es posible que el clima condicionara esta discontinuidad, aparentemente de orden menor.

El límite entre las Unidades Intermedia a Superior o entre el Segundo y Tercer Ciclo neógenos es una discontinuidad muy significativa, marcada en la Cuenca de Madrid por el importante desarrollo del paleokarst y en la Depresión Intermedia por una discordancia. Esta discontinuidad refleja un cambio significativo en la estructuración de las cuencas que pasan de un régimen compresivo a distensivo, probablemente relacionado con un proceso de elevación tectónica regional asociado con fenómenos flexurales relacionados con la compresión NO-SE Bética. Se produjo durante el Vallesiense y causa un descenso significativo y continuado del nivel de base, que se ve en el área de Guadalajara por el relativo encajamiento de sistemas fluvio-lacustres en los carbonatos karstificados de la Unidad Intermedia. En zonas más centrales de la cuenca, ya en la provincia de Madrid, algunos procesos pseudokársticos (tipo «piping») dieron lugar a la formación de cavidades que sirvieron como trampa a algunos grandes mamíferos, cuyos esqueletos han quedado preservados en el yacimiento de Los Batallones (Pozo *et al.*, 2004). Es decir, en un paisaje con relieves intracuencales, no muy acusados, se instalan, a favor de las irregularidades topográficas, importantes sistemas fluviales. La sedimentación fluvio-lacustre continuó rellenando valles previos.

Desde el Vallesiense hasta el Plioceno, los cambios más importantes parecen ser climáticos. Así en las etapas más húmedas se favorece el desarrollo de sistemas kársticos, mientras que en las áridas se forman calcretas laminares (Sanz, 1996). La actividad de algunas fallas normales y algunos episodios de deformación que afectan a las calizas de la Unidad Superior, dan lugar a la formación de nuevos surcos sinclinales; a favor de estos surcos se instala la red fluvial pliocena que fosiliza el karst formado sobre la Unidad Superior y, confirma el carácter exorreico de la cuenca para esta etapa.

En el tránsito Plio-Pleistoceno, de forma diacrónica, se produce el acoplamiento de los antiguos canales alimentadores de los sistemas marginales detríticos (rañas y rampas arenosas pliocenas) con el drenaje extracuenal atlántico (Silva y González-Hernández, en prensa). Este proceso viene acompañado por un basculamiento generalizado hacia el SO.



Una gran parte de la evolución de esta cuenca puede observarse de forma sintética en algunos puntos de interés. Uno de ellos es el área de Villaseca de Henares-Baides, que se ha descrito en uno de los itinerarios propuestos en este volumen. Otro punto de interés es el Anticlinal de Pareja y la discordancia progresiva que en él se observa, que incluye los Ciclos Paleógeno y Neógeno de la Depresión Intermedia al completo (Torres *et al.*, 2006). Nos referiremos aquí exclusivamente a las unidades neógenas, que forman una discordancia en abanico. Cada unidad se configura en las áreas proximales como sistemas de abanicos aluviales húmedos, que pasan distalmente a sistemas lacustres que se hacen expansivos a techo de cada ciclo.

DESDE LOS RÍOS EFÍMEROS A LOS GRANDES LAGOS SOMEROS DEL MIOCENO

Hay algunos depósitos neógenos de la provincia de Guadalajara cuyas características y disposición les dan un indudable interés didáctico, debido a las buenas condiciones de afloramiento y a la conservación de muchos de sus rasgos y geometría iniciales. Por ello, en algunos casos han servido como modelo para interpretar depósitos similares en diferentes cuencas continentales, tanto en España, como en el resto del mundo. En este apartado, se describen los sistemas deposicionales que se desarrollaron durante el Neógeno en este área de la Cuenca del Tajo.

Los depósitos aluviales

La disposición y evolución de los sistemas sedimentarios clásticos (abanicos, ríos y coluviones) estuvo condicionada por los movimientos, la paleomorfología y las lineaciones estructurales de los márgenes de la cuenca (Sistema Central, Cordillera Ibérica y Sierra de Altomira). Los sistemas de mayor envergadura (abanicos del Tajo, Baides, entre otros) se desarrollan y encajan en paleovalles, condicionados estructuralmente; a partir de ahí entran en la Cuenca del Tajo y presentan características distintas. En la Depresión Intermedia se han caracterizado casi siempre como abanicos húmedos, muy eficientes (Torres y Zapata, 1996). Mientras que en la Cuenca de Madrid, parecen tener menor recorrido.

El Abanico del Tajo tiene su salida hacia la cuenca en el área de Trillo, muy relacionado con la zona de máxi-

ma cercanía entre la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira. Por lo que muy probablemente su cuenca de drenaje pudieron ser estos dos sistemas montañosos y de ahí su gran desarrollo (Torres y Zapata, 1996). Su dirección general es, a grandes rasgos, SE-NO. Son dominantes los depósitos fluviales, funcionó probablemente también durante toda la Unidad Superior y, es el responsable de la presencia de muchos de los niveles detríticos de las dos cuencas. En el caso de la Cuenca de Madrid, sus depósitos (ya netamente fluviales) se localizan a más de 50 km del área de Trillo, sobre todo en las unidades miocenas más altas. Posiblemente otros sistemas de abanicos de la Depresión Intermedia (Júcar, Bolliga y Guadiela) tuvieron un funcionamiento similar (Torres *et al.*, 1997). Ya en la provincia de Cuenca, algunos de los depósitos fluviales meandriformes han servido como modelos no sólo puramente sedimentológicos, sino también como análogos para almacenes de petróleo (Díaz- Molina *et al.*, 1995).

En la zona NE de la Cuenca de Madrid, los sistemas aluviales tienen mucha menor envergadura y, es posible caracterizar individualmente los distintos abanicos, sus zonas de sombras e incluso los depósitos de ladera (paleocoluviones) (Alonso-Zarza 1989, Alonso-Zarza *et al.*, 1993). En la Figura 5 se observa que en la Zona NE de la Cuenca de Madrid fueron activas durante el Neógeno cuatro sistemas sedimentarios marginales: La Alarilla, Jadraque, Baides y Cifuentes-Las Inviernas. A las que habría que unir el Abanico del Tajo, situado unos 10 km al Sur de Cifuentes.

Las facies proximales del sistema de La Alarilla se sitúan distanciadas de su área fuente principal (Sistema Central), el transporte de los materiales clásticos (de procedencia metamórfica) hasta sus áreas de sedimentación tuvo lugar a través de cañones encajados en el paleorrelieve paleógeno, expandiéndose a la salida de éste. El sistema de La Alarilla sólo fue funcional durante la Unidad Inferior y sus depósitos son observables en la base del Cerro de La Muela. La sucesión está formada por unos 80 m de gravas clastosoportadas y relativamente ordenadas intercaladas entre lutitas arenosas, que se depositaron en una gran llanura en la que se instalaron sistemas fluviales de tipo braided.

En una situación similar se sitúa el sistema de Jadraque, cuyos depósitos corresponden tanto a la Unidad Inferior como Intermedia. Los de la Unidad Inferior son aglomerados muy desordenados formados por grandes bloques de cuarcita. Sus afloramientos se pueden observar en la carretera de Jadraque a Castilblanco y en las proximidades de Jadraque. Los depósitos de la Uni-

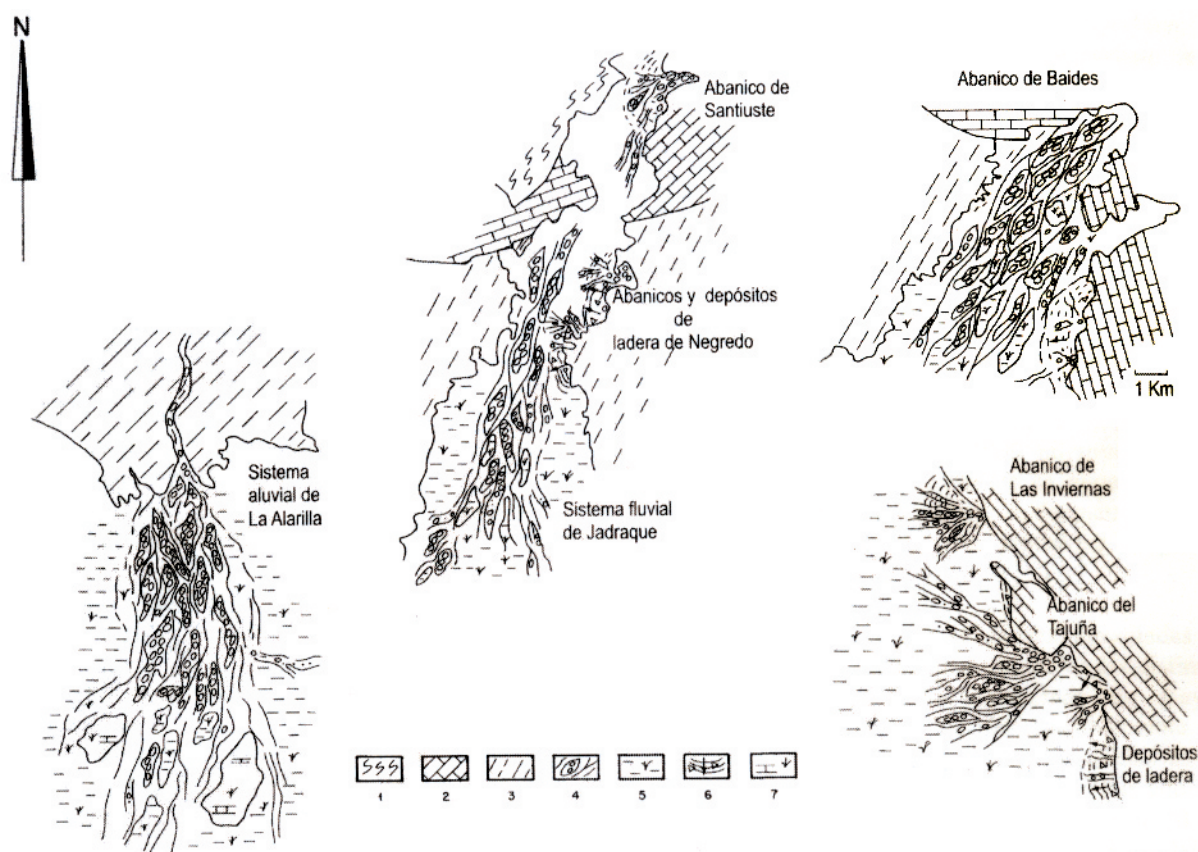


Figura 5. Esquema de los principales sistemas aluviales del NE de la Cuenca de Madrid. 1: Pizarras y cuarcitas, 2: Mesozoico, 3: Paleógeno (4 a 7), 4: gravas y areniscas (facies proximales y medias), 5: lutitas (depósitos aluviales distales o de llanuras de inundación), 6: depósitos de ladera y abanicos menores, 7: depósitos lacustres. Modificado de Alonso-Zarza et al., (1993).

dad Intermedia se sitúan discordantes sobre los de la Unidad Inferior y son los niveles de conglomerados que se reconocen en Jadraque. El sistema de Jadraque es un sistema braided de gravas, con dirección N-S y abastecido a partir de los materiales metamórficos del Sistema Central. A este sistema afluyen abanicos aluviales menores en los que se reconocen depósitos de transporte en masa y depósitos de corrientes menos viscosas.

El sistema de Baidés también fue funcional durante las Unidades Inferior e Intermedia. Se sitúa en la zona tectónicamente más activa de esta zona NE, encajado entre los materiales mesozoicos y paleógenos que constituyen su área fuente. Fue un sistema aluvial de tipo braided muy amplio. Sus depósitos más característicos se pueden observar en una de las figuras de la excursión realizada en la zona NE en este mismo volumen. En las proximidades de este sistema se sitúa una serie de edificios aluviales menores (Mirabueno, Aragosa, La Cabrería), cuyo depósito tuvo lugar sobre todo a partir de flu-

jos viscosos. Estos depósitos son fácilmente reconocibles desde la carretera de Sigüenza, en las proximidades de estas localidades.

En el sector de Cifuentes-Las Inviernas se han reconocido tres sistemas de abanicos aluviales. El mayor es el abanico del Tajuña, que es un sistema aluvial dominado por corrientes de tipo braided (Alonso-Zarza *et al.*, 1990b). En esta zona son característicos los depósitos de ladera (paleocoluviones o paleocanchales), con cuñas de materiales detríticos mal seleccionados, que tapizan el paleorrelieve labrado sobre los materiales Cretácicos.

Los grades lagos someros: las calizas palustres

Cuando se viaja a través de la Alcarria llama la atención la gran cantidad de niveles tabulares de calizas que se ven (Fig. 6).



Figura 6. Calizas del techo de la Unidad Intermedia, con la que culminan gran parte de los páramos alcarreños. Castejón de Henares.

Estos niveles son muy abundantes en todas las cuencas terciarias de la Península Ibérica, pero en la provincia de Guadalajara la calidad de los afloramientos y los rasgos que en ellas se observan las hacen especialmente interesantes desde el punto de vista didáctico. Estas calizas se observan en casi todos los páramos y también intercaladas dentro de las series terciarias. Casi siempre se habla de ellas como calizas lacustres, es decir depositadas en lagos. Ahora bien, los lagos eran muy someros y se desecaban muy frecuentemente. En cuanto a las dimensiones, se puede decir que habría lagos relati-

vamente pequeños (escasos km) o charcas y grandes lagos de extensiones superiores a 30 km. En realidad corresponderían a zonas húmedas, dentro de un contexto, en general seco. La fauna (Sesé et al., 1990) y flora estarían presentes, pero el paisaje sería más bien abierto. Estos lagos se desarrollarían en las zonas distales de los abanicos, entre abanicos separados espacialmente y en las llanuras de inundación de los sistemas fluviales. Un ejemplo de estos sistemas sería el de Córcoles en donde se han identificado unos 5500 restos de macromamíferos y más de 12000 microvertebrados (Alfárez et al., 1999). Los fósiles se encuentran en depósitos de margas y calizas, que se depositaron en un ambiente lagunar de aguas poco profundas, limpias y bien oxigenadas.

Un hecho notable es que las calizas depositadas en estos lagos son más abundantes a techo de las distintas unidades, es decir en los momentos de mayor estabilidad tectónica, en los que posiblemente la superficie tan plana de la cuenca favorecía: a) el ascenso del nivel freático, pues al irse rellenando las cuencas cerradas el nivel freático asciende, b) la emersión de dicho nivel freático y c) que los lagos fuesen muy amplios y someros, pues su fondo (base de la cuenca) también era muy amplio y con escasa pendiente. El hecho de que estos lagos fuesen tan someros y amplios condicionó que pequeñas variaciones en su nivel ocasionaran la desecación de algunas de sus partes, bien sólo de sus márgenes o de zonas más amplias (Fig. 7).

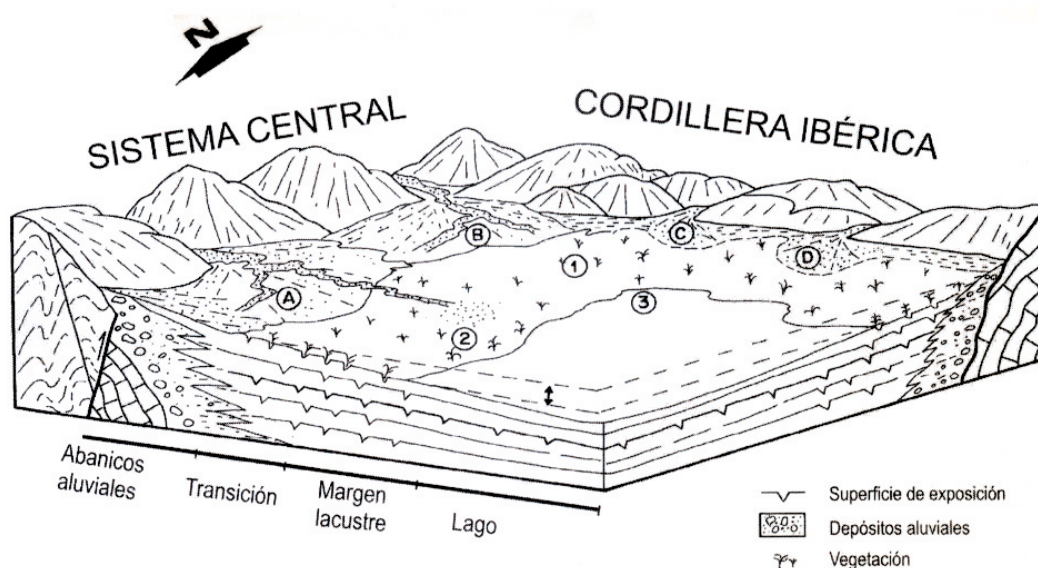


Figura 7. Modelo esquemático del ambiente de sedimentación de las calizas palustres del techo de la Unidad Intermedia, en la zona NE de la Cuenca de Madrid. 1: Castejón de Henares, 2: Argecilla, 3: Mandayona, A: Sistema de Jadraque, B: Abanico de Baidés, C: Abanico de Las Inviernas, D: Abanico del Tajuña. Modificado de Alonso-Zarza et al. (1992a).

Estos cambios en el nivel de los lagos pudieron deberse a variaciones climáticas, cambios menores en el drenaje, o a la misma sedimentación o colmatación. El resultado es que las calizas lacustres, o mejor el barro carbonático que se deposita en el lago, queda expuesto y se puede desecar. Las vegetación que vivía en él o en su entorno necesita más agua, por lo que las plantas tienen que penetrar más el barro micrítico generando porosidad y removilizando el material depositado. En resumen, las calizas lacustres depositadas sufren procesos importantes (edáficos, físicos y mecánicos) debido a que quedan expuestas. Se forman así lo que se denominan calizas palustres, que tienen que tener rasgos de su sedimentación bajo lámina de agua (micrita, gasterópodos, caráceas, ostrácodos, algas, etc.) y rasgos de su exposición (grietas de desecación, moldes y tubos de raíces, tinciones de óxidos de hierro...).

Si bien estas calizas palustres son muy abundantes en toda la Cuenca del Tajo, la accesibilidad y los rasgos que presentan hace que algunas secciones del NE sean especialmente interesantes (Argecilla, Castejón de Henares). En esta zona de la cabecera del Río Badiel quedan expuestas más de 70 m de calizas palustres correspondientes al techo de la Unidad Intermedia. La carretera local que une las dos localidades mencionadas ofrece un buen corte de la serie. Como rasgos más significativos destacaremos: 1) la base de la serie de Argecilla, en la que se observan tres pequeñas discontinuidades debidas a la desecación y penetración de las raíces; esto da lugar a la formación de pequeñas cavidades irregulares que después se rellenan por fragmentos de la micrita rota y desecada. A este proceso se le denomina pseudomicrokarstificación y, 2) Las calizas con porosidad vertical (Fig. 8) debida a la putrefacción de las raíces que penetraron el barro micrítico en busca de más agua.



Figura 8. Calizas palustres. Se observan algunos restos de gasterópodos y los huecos verticales, correspondientes a la porosidad dejada por las raíces.

LOS PALEOKARSTS

Dos de las grandes discontinuidades sedimentarias del Neógeno de la Cuenca de Madrid están marcadas en sus áreas más centrales por el desarrollo de importantes sistemas kársticos que posteriormente quedaron sellados por los materiales que se depositaron sobre ellos.

El paleokarst que limita las unidades Inferior e Intermedia se desarrolla sobre los depósitos lacustres yesíferos del techo de la Unidad Inferior. Se pueden observar algunas secciones de este paleokarst en el área de Pastrana y Pezuela de las Torres (Rodríguez-Aranda y Calvo, 1997). Se ha interpretado que se desarrolló en la interfase roca-aire y dio lugar a una superficie paleokárstica con lapiaces y dolinas como formas superficiales características. Pero también se reconocen formas subterráneas como conductos, cuevas, brechas de colapso y rellenos sedimentarios de esas cavidades. Fue un karst muy superficial, cuyos rasgos se reconocen hasta 5,5 m por debajo del límite superior de los yesos. El karst se cubrió por los depósitos de la base de la Unidad Intermedia (lutitas depositadas en las zonas distales de los abanicos o en las llanuras de inundación), que no presentan evidencias de colapso ni de otros rasgos kársticos. Esto indica que la disolución no continuó y que efectivamente el karst es un paleokarst que se desarrolló previamente a la sedimentación de la Unidad Intermedia. El tiempo necesario para formar un karst en yesos es mucho menor que si se tratara de carbonatos. En este caso la duración del periodo de karstificación se ha estimado en unos pocos miles de años y tendría lugar bajo condiciones climáticas áridas a semiáridas (Rodríguez-Aranda *et al.*, 2002).

El paleokarst que limita las Unidades Intermedia y Superior se desarrolla sobre las calizas lacustres del techo de la Unidad Intermedia. En él se reconocen formas endokársticas y exokársticas (brechas, rellenos de depósitos detríticos, espeleotemas, pequeñas cuevas, dolinas,...) (Cañaveras *et al.*, 1996a). El resultado final es la destrucción parcial de la estructura de los carbonatos y transformaciones mineralógicas y texturales de los mismos (Cañaveras *et al.*, 1996b; Rossi y Cañaveras, 1999). Es un karst tabular que generalmente está cubierto por los depósitos de la Unidad Superior, aunque en la zona N está exhumado. Se formó poco tiempo después de depositarse la Unidad Intermedia. Los rasgos característicos indican condiciones climáticas húmedas, y además no hay rasgos de condiciones más áridas, como puede ser la presencia de calcretas.



La formación de este paleokarst requirió la emersión de los carbonatos lacustres y la posterior modificación de los sistemas sedimentarios de la cuenca. Todo esto coincidió en el tiempo con el cambio de condiciones tectónicas de compresivas a distensivas (De Vicente *et al.*, 1996) y también con un inicio de exorreísmo en la Cuenca.

Las relaciones estratigráficas entre el paleokarst y los materiales sobre los que se desarrolla indican que tanto el desarrollo como la fosilización del paleokarst fueron diacrónicos. Los periodos más largos de karstificación (1-2 millones de años) probablemente se registraron en el NE de la Cuenca (Miralrío-Torija) y los más cortos algo más al Sur (Pastrana). La distribución de este paleokarst está limitada a las zonas en las que el techo de la Unidad Intermedia son carbonatos. Algunas áreas de la cuenca no estuvieron emergidas, por lo que en ellas no se desarrolló el paleokarst (Cañaveras *et al.*, 1996a). Un buen corte y muy accesible del paleokarst se puede observar en la carretera que une la N-320 con el Poblado de Villaflores (Fig. 9). En él se observan el techo de la Unidad Intermedia con dolinas, mucha porosidad y espeleotemas. Todo esto está sellado, según las zonas o por calizas palustres de la Unidad Superior (no carstificadas) o por lutitas rojas, dependiendo de las zonas, indicando el paleorrelieve de la superficie de paleokarstificación.



Figura 9. Calizas del techo de la Unidad Intermedia, fuertemente afectadas por procesos paleokarsticos: disolución y brechificación. Hay algunos espeleotemas pero no apreciables en la foto. Proximidades de Guadalajara.

LAGOS SALINOS CON VIDA: LOS YESOS BIOTURBADOS

Una idea muy generalizada es que la formación de yesos requiere condiciones áridas, que impiden la vida de muchos organismos. En la zona Sur de la provincia de Guadalajara, sobre todo a lo largo del valle del río Tajuña, al Sur de Brihuega, se reconocen niveles de yesos de color crema, que presentan claros rasgos de bioturbación. Lo que quiere decir que en esos lagos había vida y que posiblemente no eran tan salinos como se pensaba. Los yesos se presentan en bancos métricos y son de color crema, por ello muchas veces se han denominado «yesos crema». Están formados generalmente por cristales de yeso lenticular, que se han desordenado por efecto de la bioturbación. Estos yesos se depositaron en llanuras lutíticas, y en las zonas marginales y centrales de los lagos. Rodríguez-Aranda (1997) ha descrito la amplia variedad de icnitas (trazas de la actividad de organismos) en los yesos. Las plantas dan lugar a la formación de chimeneas y túneles, mientras que los insectos y anélidos dan también lugar a chimeneas y túneles pero que presentan rellenos en menisco (los yesos siguen la disposición arqueada de los tubos). También se han atribuido a estos animales los tubos mayores con ramas verticales y horizontales. Por último, también hay algunas pisadas de vertebrados.

Estas formaciones yesíferas están muchas veces silicificadas, pues las bioturbaciones favorecen el proceso de silicificación (Pérez-Jiménez *et al.*, 2004), por ello es frecuente encontrar los tubos de bioturbación silicificados y no el sedimento yesífero donde se encuentran (Fig. 10).



Figura 10. Yesos bioturbados y silicificados del Sur de Brihuega.

LOS SUELOS FÓSILES O PALEOSUELOS

La sedimentación durante el Neógeno no fue ni mucho menos continua, ni en el espacio ni en el tiempo. Dentro de un mismo sistema deposicional, por ejemplo los abanicos, hay zonas con mayor tasa de sedimentación y otras en las que la tasa de sedimentación es nula o reducida. En estas zonas, siempre que no haya procesos erosivos, se pudieron formar distintos tipos de suelos. La vegetación pudo colonizarlas y a partir de ahí acelerar los procesos edáficos. Posteriormente nuevos sedimentos entierran ese suelo, que por tanto pasa a ser un paleosuelo. Las secuencias miocenas de la zona NE tienen muchos horizontes de paleosuelos muy bien conservados, son distintos en las zonas proximales que en las distales (Alonso-Zarza *et al.*, 1992b), pero en general son horizontes muy llamativos y vistosos. Los paleosuelos más característicos se pueden observar en las lutitas rojas tanto de las llanuras de inundación como de las zonas distales de los abanicos. Uno de los paleosuelos más llamativos es el de Muduex (fig. 11), que se sitúa a media ladera de la margen derecha del Río Badiel.



Figura 11. Paleosuelos superpuestos en Muduex. Primera secuencia de la Unidad Intermedia.

Sobre las lutitas rojas se observan zonas verticales más o menos cilíndricas de color verde y con mayor proporción de carbonato. A veces estas zonas están comunicadas horizontalmente. Corresponden a la zona de influencia de las raíces de las plantas que vivían en esos suelos. Hacia techo la proporción de carbonato es mayor, hasta formar niveles nodulares más compactos. Posteriormente hay un nivel masivo y más duro de carbonato, que fosilizó el suelo y que indica la sedimentación posterior de carbonato en un sistema lacustre somero. En el área de Hita se puede observar otro de estos paleosuelos cortado por un canal fluvial que impidió su mayor desarrollo (Fig. 12).



Figura 12. Paleosuelo cortado por un canal de gravas y arenas. Sobre los depósitos más finos (lutitas) depositados en las zonas distales de los abanicos o en las llanuras de inundación se instala una cobertura vegetal. Las zonas próximas a las raíces, debido a la actividad de estas y a los restos de materia orgánica, sufren procesos de reducción, que dan los tonos verdosos. Hita, primera secuencia de la Unidad Intermedia.

CONCLUSIONES

Hay muchos aspectos interesantes en el Neógeno de la provincia de Guadalajara, entre ellos destacaremos:

1. Se pueden caracterizar nítidamente las tres unidades Miocenas de la Cuenca de Madrid (Inferior, Intermedia y Superior) y sus equivalentes, aunque algo diacrónicos en la Depresión Intermedia o Cuenca de Loranca (primero a tercer ciclos Neógenos). Además, también hay depósitos pliocenos.
2. Las discontinuidades entre las Unidades están marcadas en los bordes de Cuenca por discor-



dancias y en las zonas más centrales por el desarrollo de importantes sistemas paleokársticos. La ruptura entre las unidades Inferior e Intermedia, o Primer y Segundo ciclos neógenos, responde a la «Fase Guadarrama» s.l. En el caso del límite entre las unidades Intermedia y Superior, o Segundo y Tercer ciclos, parece que está condicionado por el cambio desde un régimen compresivo a uno distensivo. Posteriormente a cada época de mayor actividad tectónica, hay etapas más largas de mayor tranquilidad que hacen que las secuencias de todas las unidades y ciclos sean positivas y terminen con la instalación de grandes sistemas lacustres muy someros. Su desarrollo queda interrumpido por nuevos eventos tectónicos.

3. Desde los márgenes al centro de la cuenca se desarrolló una importante variedad de ambientes sedimentarios. En las zonas marginales la ubicación de los abanicos aluviales y depósitos de ladera estuvo condicionada por la morfología y elementos estructurales de los bordes de la cuenca, muchos de ellos aún conservados. Se depositaron así importantes espesores de conglomerados que pasan lateralmente al lutitas rojas con intercalaciones de canales arenosos y conglomeráticos. En las zonas más centrales se desarrollaron lagos someros desde carbonáticos a evaporíticos, en los que la fauna y flora dieron lugar a algunos rasgos muy característicos, como las calizas palustres o los yesos bioturbados. Por último, en etapas y zonas con menores tasas de sedimentación se desarrollaron horizontes edáficos (paleosuelos) que quedaron enterrados por los sedimentos suprayacentes.

En resumen, los depósitos neógenos de la provincia de Guadalajara presentan una amplia variedad de depósitos, desde abanicos aluviales a lagos salinos. Además, las condiciones de afloramiento, extensión y potencia de los mismos son excepcionales. Todo ello da a esta zona un gran interés didáctico y científico, por lo que ha servido como modelo para otras cuencas continentales similares de otras partes del mundo.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución al proyecto CGL-2005-05953-C02-02. Agradezco a J. L. Pérez su ayuda en el diseño final de algunas figuras.

REFERENCIAS

- Alfárez, F., Iñigo, C., Molero, G., Maldonado, E., (1999): El registro fósil de Córcoles, España: reflejo de la vida en la Alcarria en el Mioceno inferior. En: *La Huella del Pasado. Fósiles de Castilla-La Mancha* (E. Aguirre e I. Rábano, edit.). Junta de la Comunidad de Castilla-La Mancha, 261-373.
- Alonso-Zarza, A.M., (1989): *Estudio petrológico y sedimentológico de las facies de abanicos aluviales del Neógeno en el sector NE de la Cuenca de Madrid y su relación con las facies más centrales, provincia de Guadalajara*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Publicada en 1990.
- Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., y García del Cura, M.A., (1990a): Litoestratigrafía y evolución paleogeográfica del Mioceno del borde NE de la Cuenca de Madrid (Prov. Guadalajara). *Estudios Geológicos*, 46, 415-432.
- Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., García del Cura, M.A. y Hoyos, J., (1990b): Los sistemas aluviales miocenos del borde noreste de la Cuenca de Madrid: sector Cifuentes-Las Inviernas (Guadalajara). *Rev. Soc. Geol. España*, 3, 213-229.
- Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P. y García del Cura, M. A., (1992a): Palustrine sedimentation and associated features –grainification and pseudo-microkarst- in the Middle Miocene (Intermediate Unit) of the Madrid Basin, Spain. *Sedimentary Geology*, 76, 43-61.
- Alonso-Zarza, A.M., Wright, V.P., Calvo, J.P. y García del Cura, M. A., (1992b): Soil-landscape relationships in the middle Miocene of the Madrid Basin. *Sedimentology*, 39, 17-35.
- Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P. y García del Cura, M. A., (1993): Palaeogeomorphological controls on the distribution and sedimentary styles of alluvial systems, Neogene of the NE of the Madrid Basin (Central Spain). En: *Alluvial Sedimentation*. (Marzo, M. y Puigdefábregas, C. edit). Special Publications international Association of Sedimentologists, 17, 277-292.
- Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., Silva, P.G. y Torres, T. (2004): Cuenca del Tajo. En: *Geología de España* (J.A. Vera, edit). SGE-IGME, Madrid, 556-561.
- Alvaro, M., Capote, R. y Vegas, R., (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 14. 174-177.
- Arribas, J., Díaz-Molina, M. y Tortosa, A., (1996): Ambientes de sedimentación, procedencia y diagé-



- nesis de depósitos de ríos meandriformes desarrollados sobre playa-lakes. 18 Mioceno de la Cuenca de Loranca (provincias de Guadalajara y Cuenca). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 21, 319-343.
- Cañaveras, J.C., Calvo, J.P., Hoyos, M. y Ordóñez, S., (1996a): Paleomorphologic features of an intra-Vallesian paleokarst, Tertiary Madrid Basin: significance of paleokarstic surfaces in continental basin analysis. En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (Friend, P.F. y Dabrio, C.J. edit). Cambridge University Press, 278-284.
- Cañaveras, J.C., Sánchez-Moral, S., Calvo, J.P., Hoyos, M. y Ordóñez, S., (1996b): Dedolomites associated with karstic features, an example of early dedolomitization in lacustrine sequences from the Tertiary Madrid Basin, Central Spain. *Carbonates and Evaporites*, 11, 85-103.
- Capote, R., de Vicente, G. y González-Casado, J.M., (1990): Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español (S.C.E.). *Geogaceta* 7, 20-22.
- Calvo, J.P., Alonso-Zarza, A.M. y García del Cura, M.A., (1989): Models of marginal lacustrine sedimentation in response to varied depositional regimes and source areas in the Madrid Basin (Central Spain). *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 70, 199-214.
- De Vicente, G., Calvo, J.P. y Muñoz-Martín, A., (1996a): Neogene tectono-sedimentary review of the Madrid Basin. En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. (Friend, P.F. y Dabrio, C.J. edit). Cambridge University Press, 268-271.
- Díaz de Neira, J.A. y Cabra, P., (1998): Hoja Geológica MAGNA 1:50000 n° 562 (Sacedón). Instituto Geológico y Minero de España. 2 mapas, 110 pp.
- Díaz Molina, M., (1978): *Biostratigrafía y Paleogeografía del Terciario al E de la Sierra de Altomira*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid. 370 pp.
- Díaz-Molina, M., Arribas, J., Gómez, J.J. y Tortosa, A., (1995): Geological modelling of a reservoir analogue: Cenozoic meander belts, Loranca Basin, Spain. *Petroleum Geoscience*, 1, 43-48.
- Hernaiz, P.P., Cabra, P., Solé, J., Portero, J. y Olmo del, P., (1998): Hoja Geológica MAGNA 1:50000 n° 537 (Auñón). Instituto Geológico y Minero de España. 2 mapas, 122 pp.
- Ordóñez, S. y García del Cura, M.A., (1994): Deposition and diagenesis of sodium-calcium sulfate salts in the Tertiary saline lakes of the Madrid Basin, Spain. En: *Sedimentology and Geochemistry of Modern and Ancient Saline Lakes*. (Renaut R.W. y Last, W.M. edit). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 50: 229-238.
- Pérez-González, A., (1982): *Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid. 503 pp.
- Pérez-Jiménez, J.L., Bustillo, A., y Alonso-Zarza, A.M., (2004): Neoformaciones y reemplazamientos en depósitos palustres de la Unidad Intermedia (NE de la Cuenca de Madrid). *Geo-Temas*, 6 (2), 107-110.
- Pozo, M., Calvo, J.P., Silva, P.G. Morales, J., Peláez-Campomanes, P. y Nieto, M., (2004): Geología del sistema de yacimientos de mamíferos miocenos del Cerro de los Batallones, Cuenca de Madrid. *Geogaceta* 35, 143-146.
- Rodríguez-Aranda, J.P., Calvo, J.P. y Ordóñez, S., (1991): Transición de abanicos aluviales a evaporitas en el Mioceno del borde oriental de la Cuenca de Madrid (Sector de Barajas de Melo-Illana). *Rev. Soc. Geol. España*, 4, 33-50.
- Rodríguez-Aranda, J.P. y Calvo, J.P. (1997): Desarrollo de paleokarstificación en facies yesíferas del Mioceno de la Cuenca de Madrid. Implicaciones en el análisis evolutivo de sucesiones lacustres evaporíticas. *Boletín Geológico y Minero*, Vol 108-4 y 5, 377-392.
- Rodríguez-Aranda, J.P., Calvo, J.P. y Sanz-Montero, M.E., (2002): Lower Miocene gypsum palaeokarst in the Madrid Basin (central Spain): dissolution diagenesis, morphological relics and karst end-products. *Sedimentology*, 49, 1385-1400.
- Rossi, C., y Cañaveras, J.C., (1999): Pseudoespherulitic fibrous calcite in paleo-groundwater, unconformity-related diagenetic carbonates (Paleocene of the Áger Basin and Miocene of the Madrid Basin, Spain). *Journal of Sedimentary Research*, 69, 224-238.
- Sanz, M.E., (1996): *Sedimentología de las Formaciones Neógenas del Sur de la Cuenca de Madrid*. Cedex. Madrid, 245 pp.
- Sesé, C., Alonso-Zarza, A.M. y Calvo, J.P., (1990). Nuevas faunas de micromamíferos del Terciario Continental del NE de la Cuenca de Madrid (provincia de Guadalajara, España). *Estudios Geológicos*, 46, 433-451.
- Silva, P.G. y González-Hernández, F.M., (en prensa): Cartografía y Memoria geomorfológica de la Hoja de Getafe (582). Mapa Geológico de España Escala 1:50.000 3ª Edición.



Torres, T. De., García Alonso, P., Nestares, T., Ortiz, J. E., (1997): Aspectos básicos de la paleogeografía cenozoica de la Depresión Intermedia. En: Itinerarios Geológicos en el Terciario del Centro y Este de la Península Ibérica. (L. Alcalá y A.M. Alonso-Zarza, Edit). *Guías III Congreso del Grupo Español del Terciario*, pp. 57-70.

Torres, T. y Zapata, J.L., (1986): Caracterización de dos sistemas de abanicos aluviales húmedos en el Terciario de la Depresión Intermedia (Cuenca-Guadalajara).

Acta Geol. Hisp. 21-22: 43-53.

Torres, T., Ortíz, J.E., Arribas, I., (2006): El anticlinal y las discordancias de Pareja (Guadalajara): definición de las unidades cenozoicas de la Depresión Intermedia (provs. Cuenca y Guadalajara, España). *Estudios Geológicos*, 62, 89-102.